

LuK-tutkielma

Hiukkasmaisten hiilipäästöjen vaikutus ilmastoon

Titta Kotiranta



Jyväskylän yliopisto

Bio- ja ympäristötieteiden laitos

Ympäristötiede ja -teknologia

28.1.2016

JYVÄSKYLÄN YLIOPISTO, Matemaattis-luonnontieteellinen tiedekunta
Bio- ja ympäristötieteiden laitos
Ympäristötiede ja -teknologia

Kotiranta Titta: Hiukkasmaisten hiilipäästöjen vaikutus ilmastoon
Kandidaatintutkielma: 26 s.
Työn ohjaaja: Yliopistonlehtori Timo Ålander
Tarkastajat: Professori Tuula Tuhkanen, yliopistonlehtori Timo Ålander
Tammikuu 2016

Hakusanat: Hiukkasmainen hiili, musta hiili, sironta, absorptio, säteilypakote, albedo, ilmastonmuutos, emissio.

TIIVISTELMÄ

Ilmakehän hiukkasmainen hiili on aerosolimuodossa esiintyvää hiiltä, joka on vapautunut ilmaan epätäydellisistä palamisprosesseista. Hiukkasmaisia hiiliyhdisteitä emittoituu erilaisista päästölähteistä, joista globaalisti tarkasteltuna suurin osa on ihmisperäisiä. Tarkastelemme miten alkuaanmuotoisen mustan hiilen hiukkasemissiot absorboivat lämpösäteilyä maapallolla ja millainen vaikutus niillä on ilmastoon ja säteilytasapainoon. Suoran lämpöabsorption lisäksi mustan hiilen laskeuma tummentaa lumi- ja jääpeitteitä, mikä vähentää epäsuorasti albedon muutoksen kautta takaisin avaruuteen heijastuvan säteilyn määrää. Hiukkasen absorptio ja sironnan voimakkuudet vaihtelevat partikkelin muodostumisolosuhteiden, iän ja molekyyliarakenteen mukaan. Aerosoliemissioiden epäsäännöllinen tilallinen ja ajallinen muuntelu hankaloittavat ilmastovaikutusten tarkkaa arviointia.

Tutkielmassa vertaillaan eri lähteiden antamia selvityksiä erityisesti mustan hiilen emissioiden käyttäytymisestä ilmakehässä ja käydään läpi hiukkasmaisten hiiliemissioiden alkuperää. Tutkielmassa havainnollistetaan hiukkaskuorman vaikutuksia ilmastomallien ja karttakuvien avulla, sekä perehdytään tarkemmin liikenteen, biomassan palamisen ja pienpolton päästöihin hiukkasmaisen hiilen osalta.

Sisällysluettelo

1 JOHDANTO	1
2 HIUKKASMAISEN HIILEN OMINAISUUDET	2
2.1 Muodostuminen ja morfologia	2
2.2 Sironta, absorptio ja ekstinktio	4
2.2.1 Rayleigh'n sironta ja Mie-sironta	4
2.2.2 Massa-absorptiokerroin (MAC) ja tilavuussironnan albedo (SSA).....	5
2.3 Mustan ja orgaanisen hiilen erot	7
3 ILMASTOVAIKUTUKSET	8
3.1 Säteilytase ja säteilypakote	8
3.2 Mustan hiilen säteilypakote	11
3.3 Biomassan palaminen	13
3.4 Laskeuman vaikutus albedoon.....	14
4 PÄÄSTÖLÄHTEITÄ	17
4.1 Liikenne	20
4.2 Biomassan palaminen	21
4.3 Pienpolttolähteet	22
5 JOHTOPÄÄTÖKSET	22
LÄHDELUETTELO	23

1 JOHDANTO

Aerosolien ilmastovaikutukset ovat herättäneet keskustelua viimeisen vuosikymmenen aikana. Niihin liittyvien epävarmuustekijöiden takia on alettu selvittämään tarkemmin niiden ominaisuuksia ja osuutta ilmastomuutoksessa. Tässä tutkielmassa syvemmin tarkasteltu hiukkasmainen musta hiili on herättänyt kiinnostusta tehokkaana lämpösäteilyn absorboijana. Sitä pidetään ilmakehän toiseksi merkittävimpänä absorptiokomponenttina heti hiilidioksidin jälkeen (Boucher ym. 2013). Kaikkien aerosolien yhteenlaskettu vaikutus maapallon säteilytasapainoon on viilentävä, sillä useat niistä edistävät pilvien muodostumista. Pilvisyyden lisääntyminen lisää lämpösäteilyn heijastumista takaisin avaruuteen pienentäen näin maapallolle imeytyvää osuutta (Karttunen ym. 2008).

Hiilipitoisia aerosoleja päätyy ilmakehään antropogeenisistä lähteistä, epätäydellisen palamisen tuotteina. Aerosolit muodostuvat kiinteän tai nestemäisen ytimen ympärille ja kasvavat ikääntyessään ilmakehässä. Ne ovat yksi ilmastomuutokseen vaikuttavista tekijöistä. Itse ilmastomuutos on monien sitä edistävien, tai sitä hidastavien tekijöiden summa. Ilmastovaikutuksien mittarina käytetään säteilypakotteita, jotka kertovat tarkasteltavan komponentin kyvystä vaikuttaa Maan pinnan ja ilmakehän väliseen lämpötalouteen (Karttunen ym. 2008). Aerosolien lyhytikäisyyden takia ilmastovaikutukset havaitaan parhaiten paikallisessa säätilassa (Boucher ym. 2013).

Tämän kandidaattitutkielman tarkoituksena on selvittää kirjallisuuteen ja artikkeleihin pohjautuen, mitä on ilmakehän hiukkasmainen hiili. Käsittelemme sen ilmastovaikutuksia saatavilla olevan tiedon perusteella. Selvitämme mitkä ovat ne tekijät, joiden perusteella nämä ilmastovaikutukset määräytyvät. Lisäksi käymme ohessa läpi, mistä se on peräisin ja minkälainen on sen elinkaari. Tarkastelu on keskittynyt antropogeenisen mustan hiilen päästöihin. Hyödyllisenä lähteenä tämän tutkielman kirjoitushetkellä on toiminut hiljattain ilmestynyt hallitustenvälisen ilmastomuutospaneelin (IPCC:n) viides arviointiraportti (Fifth Assessment Report), jonka kolmas osaraportti on keväältä 2014.

2 HIUKKASMAISEN HIILEN OMINAISUUDET

2.1 Muodostuminen ja morfologia

Aerosolihiukkaset muodostuvat nukleoitumalla kaasufaasista nestemäisiksi tai kiinteiksi hiukkasytimiksi, jonka jälkeen ne koaguloituvat ketjumaisiksi aggregaateiksi, tai klusterimaisiksi muodostelmiksi törmäillessään ilmassa muihin hiukkasiin (Karttunen ym. 2008). Hiukkasen kasvu voi tapahtua myös kondensaation seurauksena: siinä ympäröivät kaasumolekyylit tiivistyvät hiukkasen pinnalle (Boucher ym. 2013). IPCC:n (2013) raportin mukaan aerosolimuotoinen hiili syntyy fossiilisten- ja biopolttoaineiden, sekä muun orgaanisen massan epätäydellisissä palamisprosesseissa (Boucher ym. 2013).

Hiiltä sisältävät hiukkaset voidaan jakaa kemiallisen koostumuksensa perusteella joko mustaksi hiileksi (käytetään myös termejä alkuainehiili ja epäorgaaninen hiili), tai orgaanisen hiilen muodostamiksi yhdisteiksi. Mustalle hiilelle on tyypillistä emittoitua primäärisessä muodossa sellaisenaan, kun taas orgaaninen hiiliyhdiste voi syntyä joko primäärisenä, eli valmiiksi yhdistemuotoisena, tai sekundäärisesti muiden aineiden kondensoiduttua siihen (Boucher ym. 2013). Keskitymme kuitenkin käsittelemään tutkielmassa tarkemmin mustaa hiiltä.

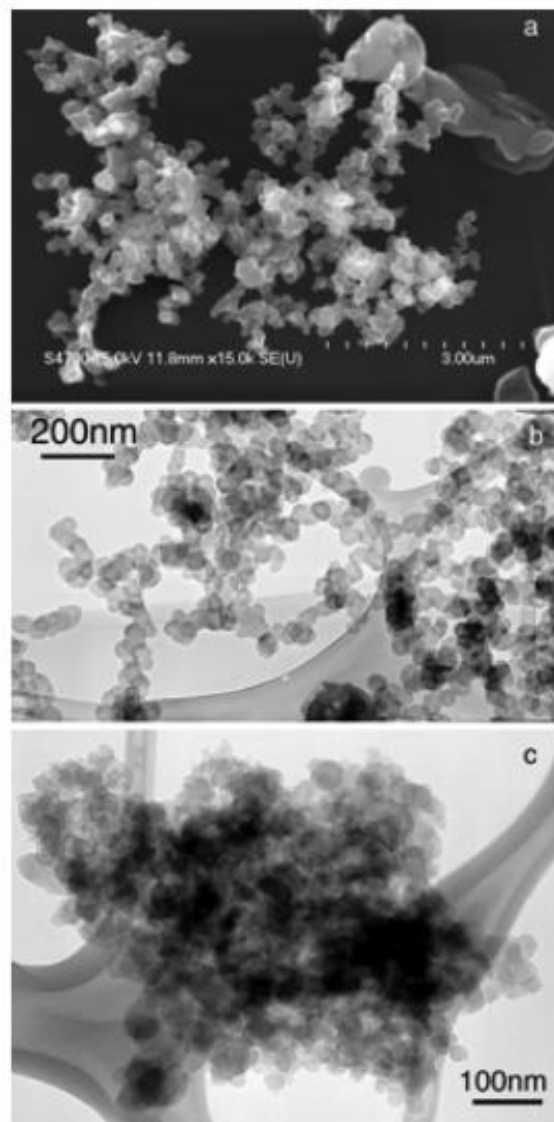
Luokittelu voidaan tehdä myös hiukkasen halkaisijan perusteella neljään eri kokomoodiin, jotka ovat nukleaatiomoodi (1–20 nm), aitken-moodi (20–90 nm), akkumulaatiomoodi (90–1000 nm) ja karkea moodi (>1 µm) (Kulmala ym. 2004). Suurimmat hiukkasista voivat olla makroskooppisia, läpimitaltaan jopa 100 µm (Karttunen ym. 2008). Hiukkasen koko ja kasvu ovat yhteydessä hiukkasen aiheuttamiin ilmastovaikutuksiin, niihin syvennyttään myöhemmin tutkielmassa (Hinds 1999).

IPCC:n (2013) mukaan musta hiili on syntyessään nukleaatio- tai aitken-moodin hiukkanen (1–90 nm), josta se voi kasvaa koagulaation seurauksena akkumulaatiomoodin kokoluokkaan (kuva 1) (Boucher ym. 2013).

Allotropialtaan palamisprosesseissa vapautuneet mustan hiilen hiukkaset ovat Housecroftin & Sharpen (2008) mukaan erityyppisiä fullereeneja. Pottoainerikkaissa olosuhteissa muodostuneessa noessa on usein myös koaguloituneita PAH-yhdisteitä, eli polysyklisiä aromaattisia hiilivetyjä (Housecroft & Sharpe 2008). Eri päästölähteiden hiukkaset voivat olla tuoreeltaankin hyvin vaihtelevan kokoisia: liikenteen polttoaineperäiset hiukkaset ovat

halkaisijaltaan n. 20–150 nm luokkaa, kun esimerkiksi biomassalla toimivien liesien tuottamat hiukkaset voivat olla alkujaan jopa 1040 nm:n kokoisia (Bond ym. 2006).

Kerrytettyään ikääntyessään tarpeeksi massaa hiukkanen depositioituu joko kuiva- tai märkälasseumana. Mustan hiilen hiukkasen elinikä ilmakehässä on IPCC:n (2013) arvion mukaan seitsemästä kymmeneen päivään. Kompaktimpi ja pyöreämpi muoto pidättelee hiukkasen kasvua: mitä suurempi ja sfäärisempi aggregaatti on, sitä huonommin siihen koaguloituu muita aineita (Martins ym. 1998).



Kuva 1. Lin ym. (2003) Etelä-Afrikan metsäpaloja käsittelevässä kenttätutkimuksessa havaittuja eri kokoisia ja muotoisia mustan hiilen aggregaatteja. (a) Pyyhkäisyelektronimikroskooppilla otettu kuva tuoreesta hiili aggregaatista. (b) Lämpäisyelektronimikroskooppikuva biomassan palamisesta muodostuneista ketjumaisista aggregaateista. (c) Lämpäisyelektronimikroskooppilla kuvattu klusterimainen aggregaatti (Li ym. 2003).

2.2 Sironta, absorptio ja ekstinktio

Ilmakehän hiukkaset sirottavat tai absorboivat auringon säteilyä. Absorboituminen tarkoittaa säteilyn imeytymistä partikkeliin. Musta hiili on voimakkaasti absorboiva komponentti (Moosmüller ym. 2009).

Siroaminen tarkoittaa säteilyn heijastumista pois päin partikkeleista. Sironnan määrittäminen hiilihiukkasten tyyppisille vaihtelevan muotoisille aggregaateille on Karttusen ym. (2008) mukaan hankalaa. Sirontaominaisuudet riippuvat hiukkasen taitekertoimesta, kemiallisesta koostumuksesta ja morfologiasta (Karttunen ym. 2008).

Näkyvä valo on aallonpituudeltaan 400 - 700 nm:n välillä. Valon aallonpituuden ja partikkelin koon suhde ovat yhteydessä siroamissuuntaan (Hinds 1999). Gustav Mien vuonna 1908 kehittämän Mie-teorian perusteella pallomaisen hiukkasen sirottaman säteilyn intensiteetti ja suunta voidaan laskea, kun tulosäteilyn intensiteetti ja partikkelin mitat tunnetaan (Hinds 1999). Pallomaisten hiukkasten tapauksessa aallonpituutta pienemmät hiukkaset sirottavat valoa useampaan suuntaan, sekä eteen että taaksepäin. Aallonpituutta vastaavien ja sitä suurempien hiukkasten sironta kohdistuu eteenpäin. Säteilyn intensiteetti heikkenee väliaineessa absorptio- ja sironnan vaikutuksesta, tätä kutsutaan ekstinktioksi. Ekstinktiossa ilman hiukkaset vaimentavat tiettyä valon aallonpituutta. Voimakkain ekstinktio kohdistuu siniselle valolle (Hinds 1999).

2.2.1 Rayleigh'n sironta ja Mie-sironta

Sirontamallit pohjautuvat valon aallonpituuden ja partikkelin koon suhteeseen (Hinds 1999). Rayleigh'n sirontamallia käytetään halkaisijaltaan näkyvän valon aallonpituutta pienemmille ($<0.05 \mu\text{m}$) hiukkasille, sekä kaasumolekyyleille. Rayleigh-sironta perustuu tasaisesti koko partikkelia ympäröivään hetkelliseen sähkömagneettiseen kenttään. Säteily virittää partikkelit värähtelemään taajuudella, jolla ne siroavat valonsäteitä samalla intensiteetillä tasaisesti ympäristöönsä. Rayleigh'n yhtälössä huomioidaan partikkelin tilavuus, mutta muodolla ei ole olennaisesti merkitystä (Hinds 1999).

Suurempien partikkelien sirontaominaisuuksien selvittämiseksi täytyy perehtyä tarkemmin valonsäteiden heijastumiseen, taittumiseen ja taipumiseen (diffraktioon) hiukkasesta. Tällaisten hiukkasten sirontaa mallinnetaan Mie-sirontamallilla. Mie-sironnan alueelle kuuluvien hiukkasten halkaisija on samaa kokoluokkaa näkyvän valon aallonpituuksien kanssa (Hinds 1999), eli noin 400–700 nm. Säteiden todellinen siroamissuunta on

helpommin laskettavissa säännönmukaisille partikkeleille, kuten pallomaisille kappaleille, mutta aggregaation takia hiukkaset ovat muodoltaan harvoin täysin säännöllisiä (Hinds 1999). Martins ym. (1998) tutkivat hiilihiukkasten morfologian ja sironnan välistä yhteyttä. He huomasivat, ettei suurilla epäsäännöllisen muotoisilla aggregaateilla ollut merkittävää vaikutusta tutkitun emissionäytteen kokonaissirontaan, vaan kokonaissironta määräytyi pitkälti näiden aggregaattien lomassa olleiden, pallomaisten, halkaisijaltaan alle mikrometrin kokoisten hiukkasten perusteella.

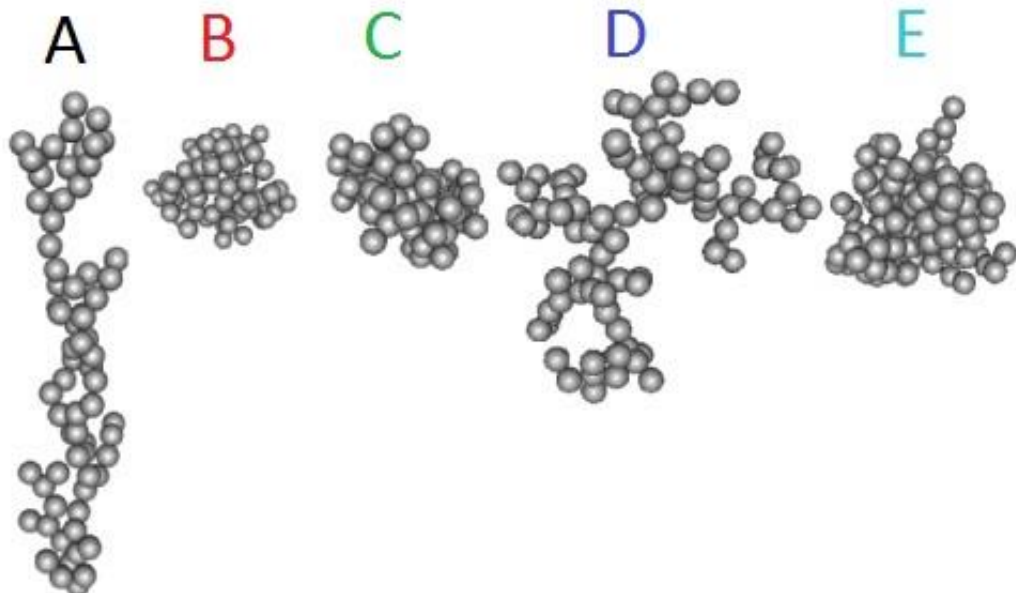
2.2.2 Massa-absorptiokerroin (MAC) ja tilavuussironnan albedo (SSA)

Scarnaton ym. (2013) tutkimuksessa demonstroititiin mustan hiilen morfologian vaikutusta partikkelien absorptiokykyyn (kuva 3a). Partikkelit sisälsivät toisiinsa nähden vaihtelevan määrän eri tavalla järjestäytyneitä hiilimolekyylejä, eli hiilimonomeereja (kuva 3 ja taulukko 1). Hiukkasen massa ja muoto vaikuttivat tilavuussironnan albedoon (SSA) (kuva 3b). Tilavuussironnan albedo kuvaa hiukkasen sisäistä sirontaa, joka lisääntyy, kun tulosäteilyn aallonpituus lähestyy hiukkasen kokoluokkaa. Klusterimaisten hiukkasten (kuva 3b, hiukkaset C ja E) tilavuussironta oli korkeampi kaikilla mitatuilla aallonpituuksilla verrattuna ketjumaiseen aggregaattiin (hiukkanen A) (Scarnato ym. 2013).

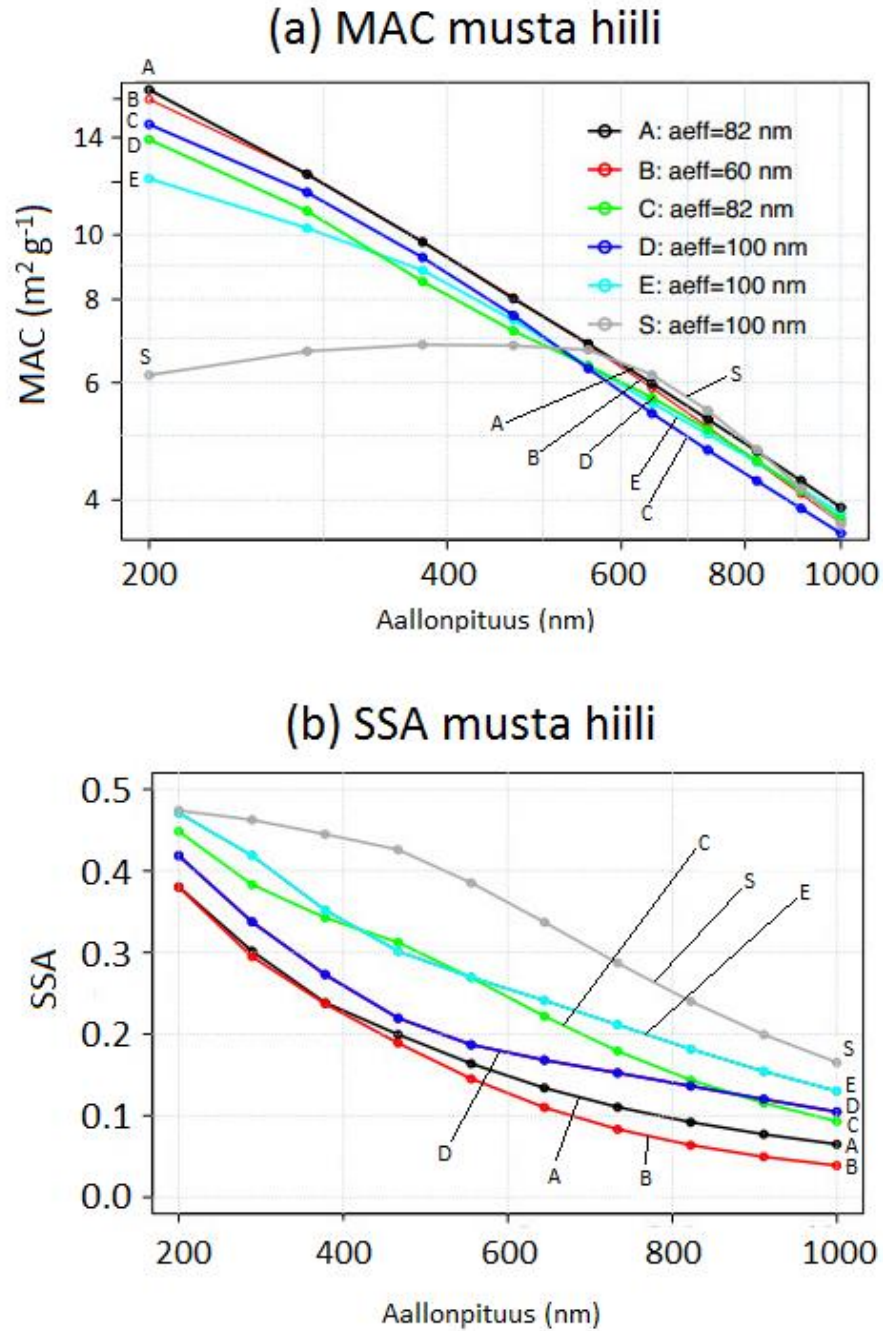
Musta hiili on yksi ilmakehän tehokkaimmista, erityisesti lyhytaaltoista säteilyä ja näkyvää valoa, absorboivista komponenteista. Tehokas absorptiokyky on pääteltävissä massa-absorptiokertoimen arvosta (Moosmüller ym. 2009). Bond ym. (2013) määrittivät mustalle hiilelle 550 nm:n aallonpituuden massa-absorptiokertoimeksi (MAC) $7.5 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$, epävarmuusvälillä $\pm 1.2 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$, mikä oli lähes yhdenmukainen Scarnaton ym. (2013) kokeellisen tutkimuksen MAC-arvoihin, jotka osuivat välille $6.3 - 7.0 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$, hiukkasten morfologiasta riippuen (kuva 3a). Tiiviimmät hiukkaset saivat Scarnaton ym. (2013) kokeen perusteella huokoisia hiukkasia pienemmät massa-absorptiokertoimet, mutta vastaavasti niissä esiintyi ketjumaisia aggregaatteja enemmän tilavuussirontaa.

Taulukko 1. Scarnato ym. (2013) tutkivat mustan hiilen hiukkasen morfologian ja optisten ominaisuuksien yhteyttä. Hiukkasaggregaatin muoto, huokoisuus, hiilimonomeerien lukumäärä ja koko vaikuttivat hiukkasen massa-absorptiokertoimiin eri aallonpituuksilla mitattuna (kuva 3a ja 3b) (Scarnato ym. 2013).

	Monomeerien halkaisija (nm)	Monomeerien lkm (kpl)	Aggregaatin halkaisija a_{eff} (nm)	Aggregaatin huokoisuus (nm)
A	40	70	82	0.84
B	30	64	60	0.80
C	40	70	82	0.72
D	40	100	100	0.92
E	40	100	100	0.80
S	-	-	100	0



Kuva 2. Scarnaton ym. (2013) tutkimuksessa käytettyjä eri muotoisia mustan hiilen hiukkasia. Kuvan hiukkasista A ja C ovat massaltaan saman kokoisia 70 monomeerin ($\phi=40\text{nm}$) partikkeleita, B on 64 monomeerin ($\phi=30\text{nm}$) klusterimainen rakenne, sekä D ja E molemmat 100 monomeerin ($\phi=40\text{nm}$) aggregaatteja (taulukko 1) (Scarnato ym. 2013).



Kuva 3. Mustan hiilen hiukkasten A-E (kuva 2) morfologian ja absorptioon välinen yhteys (kuvatekstit suomennettu). (a) MAC eli massa-absorptiokerroin kertoo, miten hiukkanen absorboi annettua aallonpituutta. (b) SSA on hiukkasen sisällä tapahtuva tilavuussironnan albedo. S on vertailuarvo, joka vastaa läpäisemätöntä pallomaista hiukasta. Mitä tiiviimpi mustan hiilen hiukkanen oli rakenteeltaan, sitä huonommin se absorboi säteilyä. Sen sijaan tilavuussironna oli tällaisilla aggregaateilla huokoisempia korkeampi (Scarnato ym. 2013).

2.3 Mustan ja orgaanisen hiilen erot

Hiukkasmuotoiseksi orgaaniseksi hiileksi nimitetään sellaisia hiilihiukkasia, joihin on koaguloitunut tai kondensoitunut muita aineita, tai jotka ovat syntyessään muodostuneet hiilen lisäksi myös muista hiukkasista. Orgaanisen hiilen hiukkasseos ei käyttydy

ilmakehässä mustan hiilen tavoin, sillä siihen voi olla liittyneenä esimerkiksi funktionaalisia ryhmiä, jotka lisäävät yhdisteen sisäisiä varauksia (Boucher ym. 2013). Tämän takia orgaanisen hiilen hiukkaset ovat usein hydrofiilisiä, mikä tekee niistä mahdollisia pilvihiukkasten tiivistymisytimiä (Boucher ym. 2013). Musta hiili on sen sijaan hyvin hydrofobinen (Bond ym. 2013).

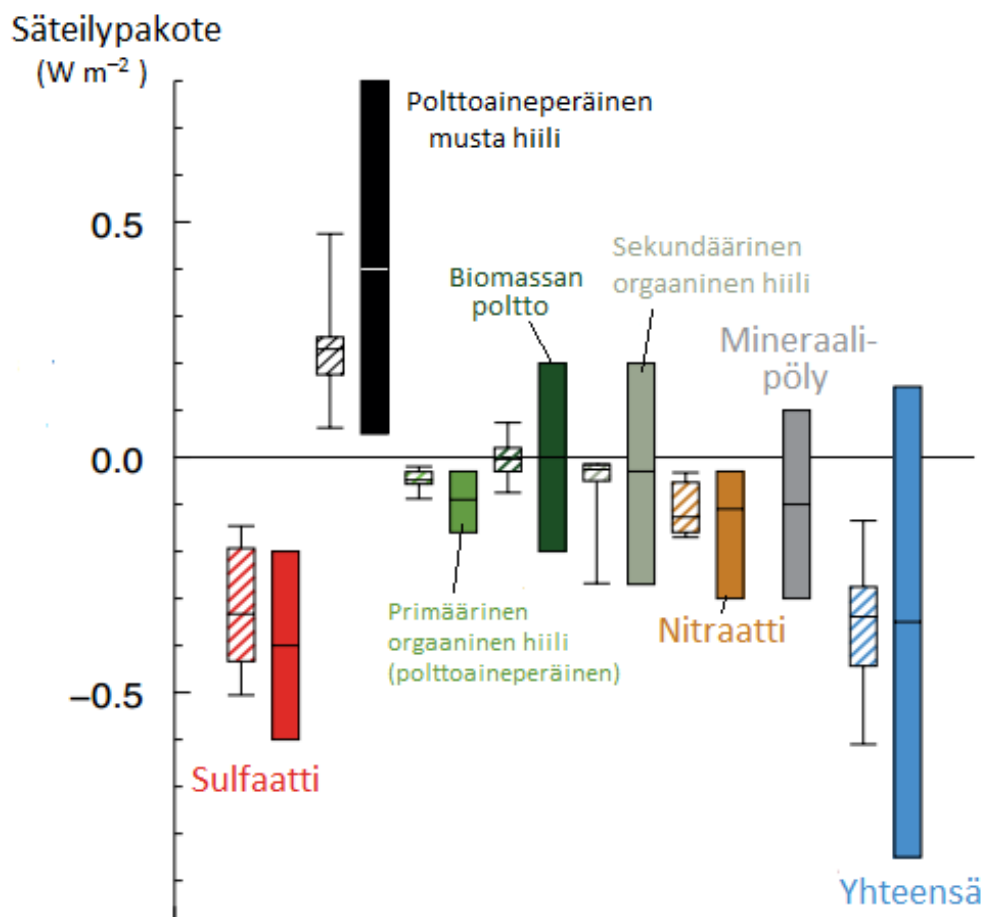
Moosmüller ym. (2009) mukaan mustaa hiiltä on ilmakehässä massallisesti vähemmän kuin eräitä muita pienhiukkasia, kuten mineraalipölyä. Suuri absorptiokapasiteetti tekee siitä kuitenkin huomattavasti muita pienhiukkasia merkittävämmän ilmastoa lämmittävän komponentin (Moosmüller ym. 2009). Musta hiili on tällä hetkellä tunnetusti tehokkain lyhytaaltoista säteilyä ja näkyvää valoa absorboiva ilman komponentti (Moosmüller ym. 2009). Tähän verrattuna orgaanisen hiilen hiukkasia pidetään pääasiassa säteilyä sirottavina partikkeleina (Boucher ym. 2013). Mustan hiilen ja orgaanisen hiilen välimaastosta on pystytty erittelemään myös ryhmä hiukkasia (nk. ruskea hiili), jotka käyttäytyvät ilmakehässä sirottavista orgaanisista hiilihiukkasista poiketen enemmän mustan hiilen kaltaisesti (Andreae & Gelencsér 2006). Näiden ”ruskean hiilen” hiukkasten tiedetään absorboivan aallonpituuksia valikoidusti vain näkyvän valon ja ultraviolettisäteilyn alueelta (Shapiro ym. 2009).

3 ILMASTOVAIKUTUKSET

3.1. Säteilytase ja säteilypakote

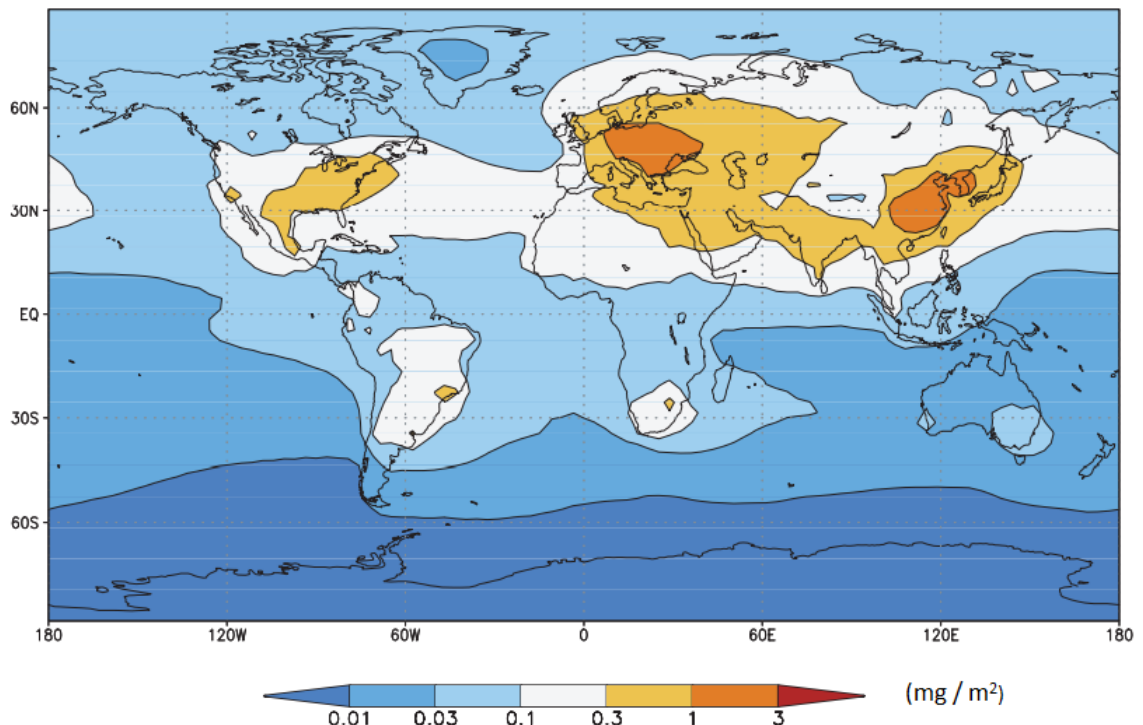
Karttunen ym. (2008) mukaan säteilytaseella tarkoitetaan maapallolle saapuvan auringon tulosäteilyn ja takaisin avaruuteen poistuvan lähtösäteilyn erotusta tietyllä ajanjaksolla. Maapallon säteilytase muuttuu, kun siihen vaikuttavat komponentit joko lisäävät, tai vähentävät maapallolle imeytyvän lämpösäteilyn määrää. IPCC kuvaa muutoksen suuruutta säteilypakotteilla (Karttunen ym. 2008). Komponentin absorboiman tai sirottaman säteilymäärän perusteella sille määritetty säteilypakote kertoo, kuinka paljon ja mihin suuntaan se aiheuttaa muutosta maapallon säteilytaseessa. Tästä voidaan päätellä, vaikuttaako sen esiintyminen ilmastoa lämmittävästi, vai viilentävästi (Karttunen ym. 2008). Maahan saapuvan nettotulosäteilyn määrä on keskimäärin 340 W m^{-2} . Ilmakehään siitä absorboituva osuus on noin 25 % ja Maan pintaosiin noin 45 %. Heijastuvan säteilyn osuus Maan pinnalta on arviolta 5 %, sekä pilvistä ja ilmakehän hiukkasista noin 25 % (Karttunen ym. 2008).

Kun ilmakehän hiukkanen itsessään absorboi tai sirottaa osan tulosäteilyn vuosta, puhutaan suorista vaikutuksista säteilytaseeseen (Boucher ym. 2013). Tällöin absorboivat partikkelit vastaanottavat lämmön ilman ”välikäsiä” aiheuttaen samalla itsessään ilman lämpenemisen. Sirottavien partikkelien tapauksessa lämpöä ei absorboidu, jolloin suora vaikutus on viilentävä. Epäsuorissa ilmastovaikutuksissa tarkasteltava komponentti saa toiminnallaan aikaan vasteen jossakin toisessa komponentissa. Näiden komponenttien välillä toimii palautemekanismi, jonka seurauksena ilmaston lämpötila muuttuu. Tällainen epäsuora vaikutus on esimerkiksi mustan hiilen laskeumasta aiheutunut lumen albedon heikkeneminen. Tällöin mustan hiilen laskeuma vähentää epäsuorasti takaisin heijastuvan säteilyn määrää, sillä lumen pinta on tummentunut (Karttunen ym. 2008). Hiukkasten fysikaalisten ja kemiallisten ominaisuuksien: morfologian, optiikan ja kemiallisen koostumuksen tunteminen on olennaista säteilypakotteita määrittäessä. Kuvassa 4 on esitetty IPCC:n vuonna 2013 julkaistut ihmisperäisten aerosoliemissioiden säteilypakotearviot.

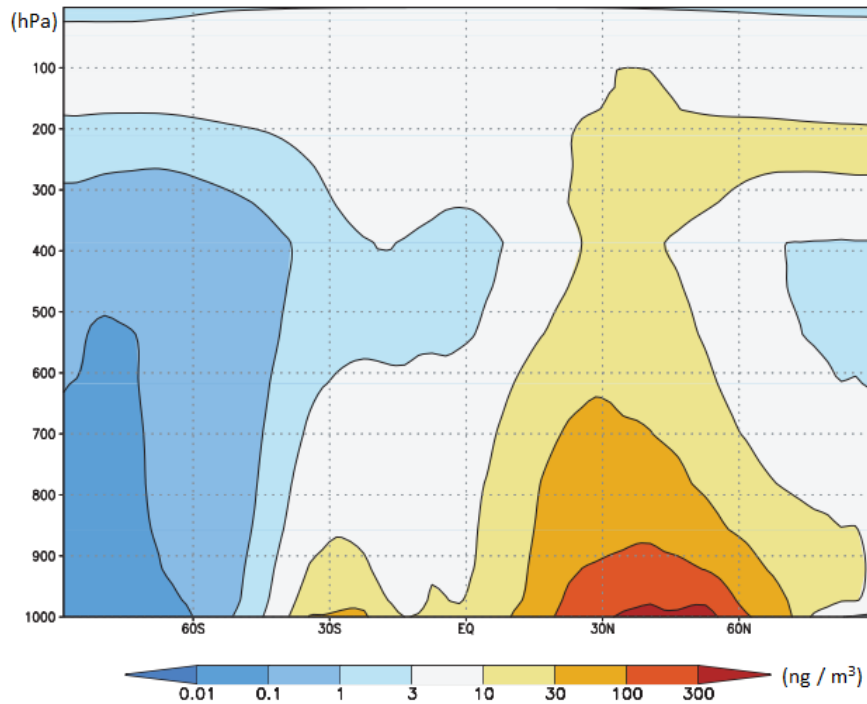


Kuva 4. IPCC:n (2013) arviointiraportin koostekuva Myhren ym. (2013a) ihmisperäisten aerosoliemissioiden säteilypakotteiden keskiarvomäärityksistä vuosilta 1975–2010 (tekstit suomennettu). Raidoitettut laatikot kuvaavat kunkin parametrin luottamusvälejä minimeineen ja maksimeineen. Kuva: Boucher ym. (2013).

Aerosolit jakautuvat ilmakehässä epätasaisesti eri korkeuksille (kuva 6) (Cooke ym. 2002). Myös niiden määrä ja elinaika ilmakehässä vaihtelee paljon (Karttunen ym. 2008). Tämä tekee aerosolien ilmastovaikutusten arvioinnista haasteellista verrattuna esimerkiksi kasvihuonekaasujen ilmastovaikutuksiin, joissa tarkasteltavat komponentit ovat tasalaatuisempia, tasaisemmin ilmakehään jakautuneita ja pitkäikäisempiä (Houghton 2004). Aerosolien ilmenemisessä tapahtuu vaihtelua alueellisesti ja ajallisesti vuositasolla, vuodenajasta riippuen, aina päivän sisällä tapahtuviin vaihteluihin. Lyhytikäisyydestään johtuen hiukkasten ilmastovaikutukset kohdistuvat voimakkaimmin aerosolien emissioalueiden lähistölle, mustan hiilen tapauksessa Itä-Euroopan ja Kiinan ylle (Cooke ym. 2002). Kuvasta 5 voidaan havaita, että suurimmat mustan hiilen hiukkaspäästöt esiintyvät lähinnä vahvasti teollistuneilla alueilla (kuva 5). Suurin mustan hiilen osuus (n. 66 – 73 %) on luonnollisesti troposfäärin alaosissa (1000–700 hPa) (kuva 6), lähellä maanpintaa ja emissiolähteitä (Cooke ym. 2002). Bondin ym. (2013) koosteessa maailmanlaajuisen mustan hiilen hiukkaskuorman keskiarvo vaihteli ilmastomallista riippuen 0.11–0.53 mg m⁻² välillä. Tästä n. 0.14 mg m⁻² on peräisin fossiilisten ja biopolttoaineiden käytöstä (Myhre ym. 2013a).



Kuva 5. Globaali malli mustan hiilen aerosolikuormasta Cooken ym. (2002) tutkimuksesta. Kartan arvot ovat keskiarvoja kolmen vuoden ajalta mitatuista alueellisista mustan hiilen aerosolikuormituksesta. Niistä ovat pääteltävissä myös alueelliset säteilypakotteiden arvot (Cooke ym. 2002).



Kuva 6. Pohjoisilla leveysillä mustan hiilen aerosolikuorma on raskaampi kuin eteläisellä pallonpuoliskolla. Poikkileikkaus kuvan 5 mustan hiilen aerosolikuorman keskimääräisestä korkeusjakaumasta troposfäärissä (Cooke ym. 2002).

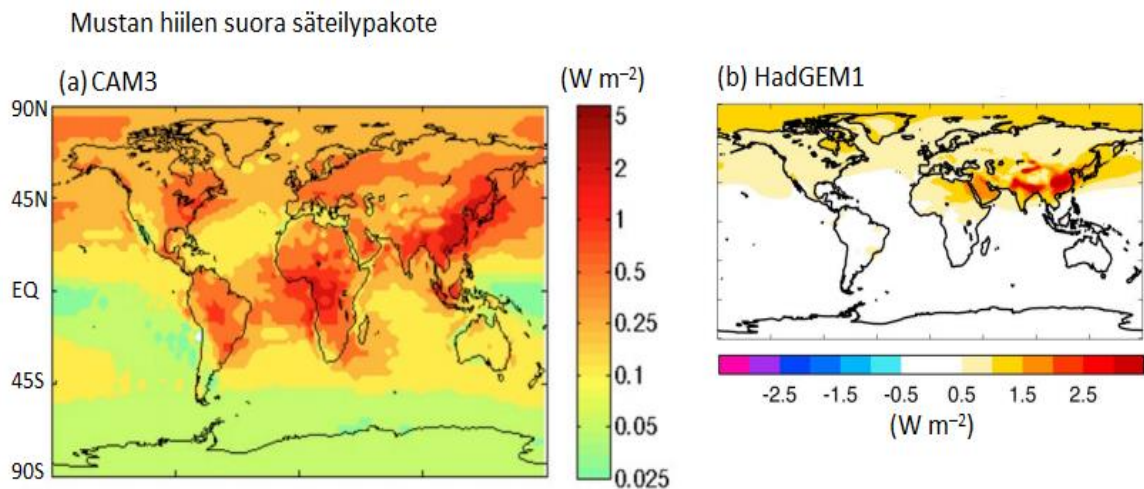
Aerosolien määrää ilmassa voidaan kuvata myös sen optisella paksuudella, eli läpinäkyvyydellä ilmakehässä. Se voidaan laskea, kun tiedetään absorboitumaton ja siroutumaton osa säteilystä. Mustan hiilen emissioiden optinen paksuus on esitetty leveyspiirien keskiarvoina viivadiagrammissa (kuva 9c). Diagrammikuvat sisältävät vaihtoehtoisia arvioita eri ilmastomalleista. Alueellinen aerosolikuorma (kuva 5) ja mustan hiilen pystyjakauma ilmakehässä (kuva 6) kertovat, missä osassa ilmakehää hiukkaskonsentraatiot ovat suurimmillaan, eli missä ilmakehän läpinäkyvyys on eniten heikentynyt mustan hiilen kuormasta.

Eri vuosina mitatuissa säteilypakotteissa havaittu heilahtelu johtuu osin myös auringon aktiivisuuden 11 vuoden syklisestä vaihtelusta. Auringon tulosäteilyn vaihtelun arvioitiin vaikuttavan vuosien 1986–2008 säteilypakotteisiin keskimäärin $-0.04 (\pm 0.04) \text{ W m}^{-2}$, sillä syklin viimeisin passiivinen vaihe oli aiempaa hiljaisempi, mikä näkyi maapallolla pienempänä tulosäteilyn arvona (Boucher ym. 2013).

3.2 Mustan hiilen säteilypakote

IPCC:n 2013 vuoden arviointiraportin mukaan kaikkien aerosolien yhteenlaskettu nettosäteilypakote on negatiivinen: $-0.35 (-0.85-0.15) \text{ W m}^{-2}$ (Boucher ym. 2013). Musta hiili muuttaa tätä positiivisemmaksi absorboidessaan säteilyä, eli sen ilmastovaikutus yksinään on lämmittävä. Säteilypakotteen laskennallinen arvo riippuu osaltaan myös siitä,

mitä ilmaston käyttäytymistä simuloivaa ilmastomallia käytetään arvon määrittämiseen (kuva 7). Kuvan 7 molemmista suoraa säteilypakotetta kuvaavista malleista voidaan todeta mustan hiilen lämmittävän ilmastoja voimakkaimmin Itä- ja Kaakkois-Aasiassa, sekä CAM3-mallissa keskimääräistä enemmän myös Keskeisessä Afrikassa (Bond ym. 2011). HadGEM1-mallin mustan hiilen suoran säteilypakotteen globaali keskiarvo oli $+0.45 \text{ W m}^{-2}$ (Jones ym. 2007). Bondin ym. (2013) vastaava arvo oli $+0.88$ ($0.17\text{--}1.48$) W m^{-2} . Suora säteilypakote ei sisällä säteilytaseeseen muutokseen johtavia epäsuoria mekanismeja. Ilmastomallien avulla voidaan arvioida mustan hiilen vaikutuksia maapallon pintalämpötiloihin (kuva 8).

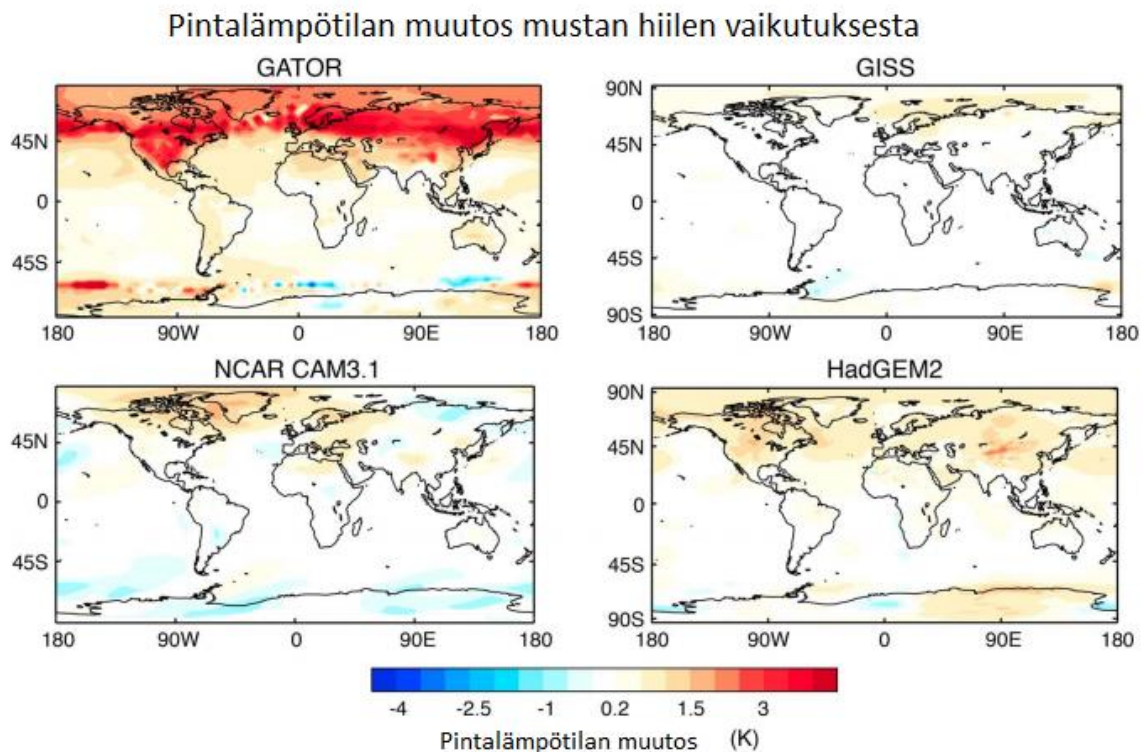


Kuva 7. Mustan hiilen suora säteilypakote esitettynä kahdella eri ilmastomallilla (a) Bondin ym. (2011) tutkimuksen Community Atmosphere Model (CAM3) –simulaatio (tiedot: Collins ym. 2006) (b) Bond ym. (2013) esitys Hadley Centre (HadGEM1) –simulaatiosta (tiedot: Jones ym. 2007).

Säteilypakotteiden leveysasteittaista vaihtelua tutkineet Myhre ym. (2013a) määrittivät ilmastomallien välisen leveyspiirikohtaisen keskiarvokäyrän mustalle hiilelle, vertailemalla keskenään useiden aerosoli-ilmastomallien välisiä keskiarvoja (kuva 9a). Viivakaavioista (kuva 9a) nähdään mustan hiilen nettosäteilypakotteen olevan korkein pohjoisilla leveysillä ($30^{\circ}\text{N}\text{--}60^{\circ}\text{N}$), mikä myötäilee myös Cooken ym. (2002) kuvien 4 ja 5 estimaatteja näiden leveyspiirien aerosolikuormasta. Kokonaishiukkaskuorman (kuva 9b) ja ilmakehän hiilihiukkasten optisen paksuuden (550 nm aallonpituudella) (kuva 9c) huiput ilmenevät myös Myhren ym. (2013a) kaavioissa näillä pohjoisilla leveysillä.

Ihmisperäisten fossiilisten ja biopoltoaineiden hiukasmaisten hiilipäästöjen säteilypakotteeksi Myhre ym. (2013b) ilmoittivat $+0.23$ ($0.06\text{--}0.48$) W m^{-2} . Bondin ym. (2013) mallissa arvo oli $+0.51$ ($0.06\text{--}0.91$) W m^{-2} . Näiden tutkimusten pohjalta hallitustenvälinen ilmastopaneeli, IPCC, antoi 2013 vuoden raportissaan parhaan

estimaattinsa antropogeenisille polttoaineiden hiilipäästöille. Se oli $+0.4$ ($0.05\text{--}0.8$) W m^{-2} (Boucher ym. 2013).



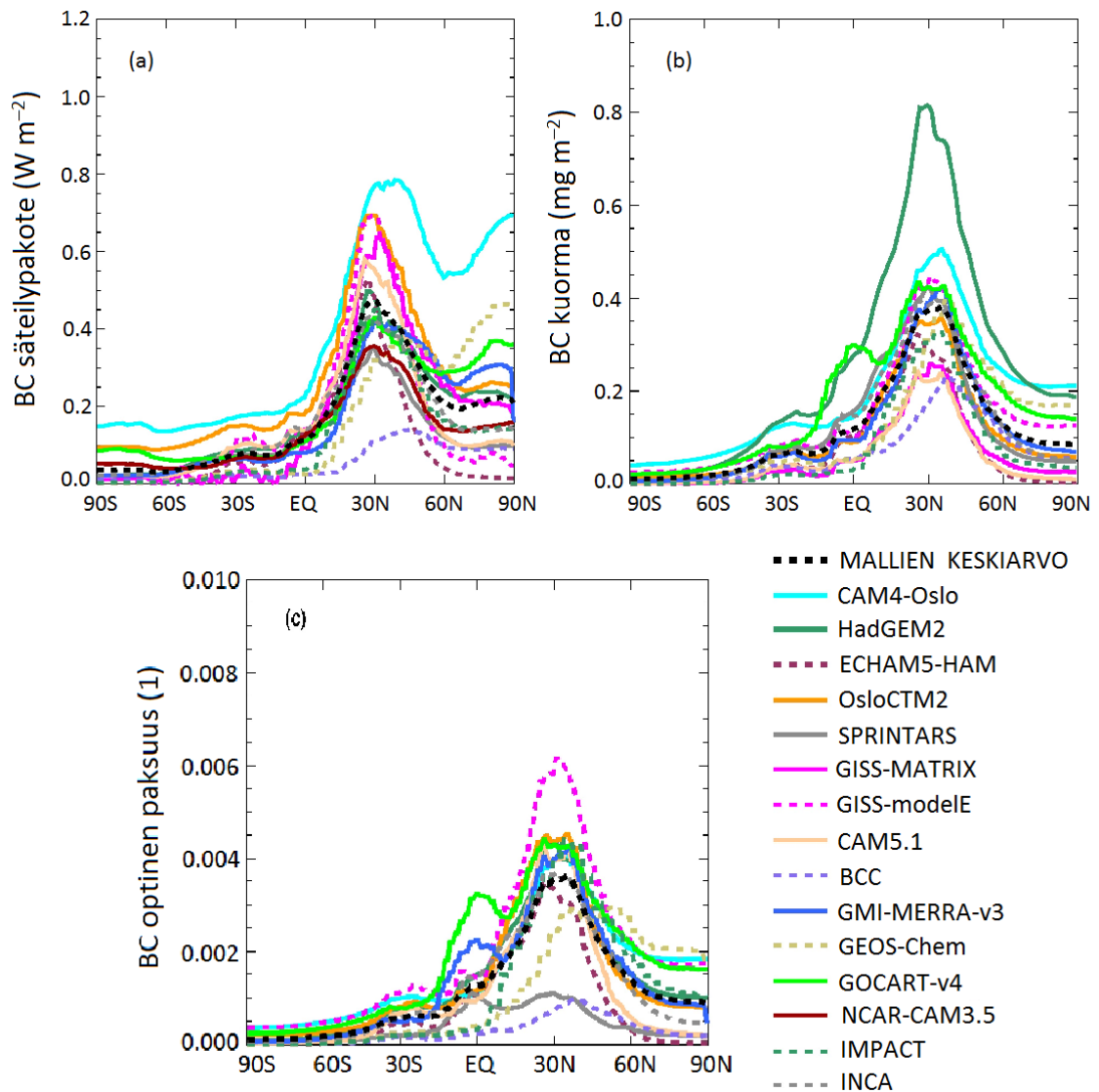
Kuva 8. Mustasta hiilestä aiheutuvia maapallon pintalämpötilan muutoksia eri ilmastomalleissa. Mallit pohjautuvat erilaisiin oletuksiin aerosolien määrästä ja käyttäytymisestä, sekä ilmakehän toiminnasta. GATOR-malli antoi korkeimmat estimaatit lämpenemiselle (Bond ym. 2013).

Mustan hiilen laskeuma aiheuttaa myös epäsuoran ilmastovaikutuksen likaamalla lumi- ja jääpeitteitä, eli heikentäen niiden albedoa. Pienempi albedo tarkoittaa heikompa heijastuskykyä, eli tällöin säteilyä heijastuu vähemmän maanpinnalta ilmakehään ja avaruuteen. Lumen ja jään sulaessa paljastuva tumma maapinta-ala lisää maahan absorboituvan säteilyn määrää. Orgaanisen hiilen tapauksessa hiukkaskoostumuksen sekoittumisaste, erityisesti nestemäisten elementtien osuudet hiukkasissa, vaikuttavat olennaisesti sirontaominaisuuksiin ja sen kautta säteilypakotteen arvoon (Bond ym. 2008).

3.3 Biomassan palaminen

Biomassan palaessa vapautuu sekä mustaa hiiltä että orgaanisen hiilen yhdisteitä. Suuria biomassan palamisen hiukkaspäästöjä syntyy erityisesti päiväntasaajan seudun metsäpaloista (Myhre ym. 2013a). Orgaanisten hiilihiukkasten sirottavista elementeistä aiheutuu ilmastoa viilentävää pakotevaikutusta. Yhdessä ilmastoa lämmittävien mustan hiilen hiukkasten kanssa, nämä pakotevaikutukset kumoavat osittain toisensa, jolloin

nettosäteilypakotteen arvo heilahtelee positiivisen ja negatiivisen rajalla. Pakotevaikutus riippuu hetkittäin osallistuvien hiukkasten tilavuussironnasta ja esiintymiskorkeudesta (Myhre ym. 2013a). Myhren ym. (2013b) nettosäteilypakote biomassan palamiselle, kaikki päästöt huomioiden, oli 0.00 (-0.20 – 0.20) W m^{-2} , josta IPCC:n viidennen arviointiraportin estimaatti mustan hiilen vaikutuksesta tähän oli $+0.2$ (0.03 – 0.4) W m^{-2} (Boucher ym. 2013).



Kuva 9. Eri aerosoli-ilmastomallien estimaatteja mustan hiilen (BC) säteilypakotteesta (a), hiukkaskuormasta (b) ja optisesta paksuudesta ilmakehässä (c). Myhre ym. (2013a) käyttivät tutkimuksessaan 15 eri ilmastomallia (listattu kuvassa oikealla) määrittäessään mustan hiilen (BC) käyttäytymistä ilmakehässä. Kaaviot: Myhre ym. (2013a) (suomennettu).

3.4 Laskeuman vaikutus albedoon

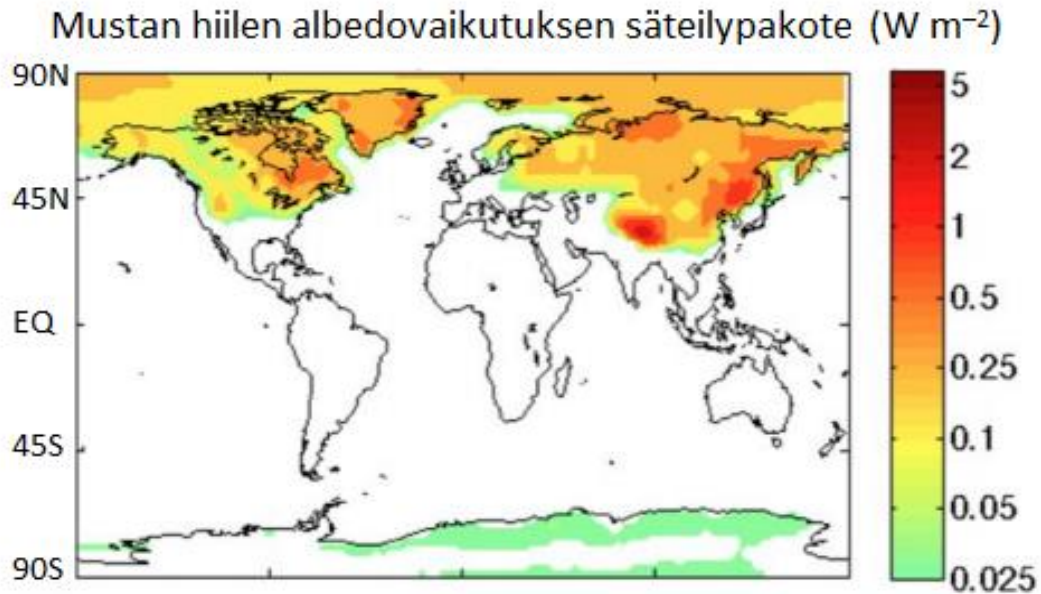
Musta hiili muuttaa jäätiköiden ja lumipeitteiden heijastuskykyä ja nopeuttaa niiden sulamista, lisäten samalla hiilen ilmastoa lämmittävää pakotevaikutusta (Boucher ym. 2013). Hiilihiukkasten näkyvän valon aallonpituuksien absorptio ylittää hangen pintakerrosta

syvemmälle, mutta syvemmällä hangessa lumikinoksen hienojakoisuus heikentää absorptiota (Flanner ym. 2007). Ikääntyessään lumipeitteen albedo voi heikentyä hiilen laskeumasta riippumatta. Jos kinoksen sisäisessä lämpötilagradientissa ja tiheydessä tapahtuu muutoksia, voivat ne johtaa kinoksen rakenteen, ja näin ollen myös heijastusominaisuuksien muuttumiseen (Flanner ym. 2007). Rakenteen muuttuminen kinoksen sulaessa tai sublimoituessa edistää epäpuhtauksien kasautumista paksummiksi ja tummemmiksi kerroksiksi lumen pinnalle. Paksumpaan hiukkaskerrokseen imeytyy enemmän lämpösäteilyä, mistä johtuu lämmittävän vaikutuksen tehostuminen.

Merkittävä osa hiilihiukkasten albedovaikutuksiin perustuvasta lämpenemisestä johtuu kuitenkin kokonaan sulaneista lumialueista, joissa maanpinta tulee näkyviin (Flanner ym. 2007).

Epävarmuudet mustan hiilen vaikutuksessa lumen albedoon voivat johtua erilaisista mittaustekniikoista ja mineraalipölyn osuudesta laskeumassa (Bond ym. 2013). Vuosien 1750–2010 aineistoihin pohjautuen, Bondin ym. (2013) estimaatti albedovaikutusten nettosäteilypakotteelle oli nämä epävarmuudet huomioiden $+0.046$ (0.015 – 0.094) $W m^{-2}$. Bond ym. (2011) simuloivat mustan hiilen laskeuman vaikutusta albedoon CAM3-ilmastomallilla (kuva 10). Kuvasta käy ilmi, että mustan hiilen laskeuma vähentää heijastuneen säteilyn määrää erityisesti arktisilla alueilla, Itä-Aasiassa ja Himalajan vuoristossa. Myös Grönlannin rannikoilla, Siperian pohjoisosissa ja Kanadan Quebecin alueilla on heijastuspintaa, joilla hiukkaslaskeumasta aiheutuneet heijastavuuden muutokset ovat voimakkaampia kuin muualla ympäristössä Bond ym. (2011).

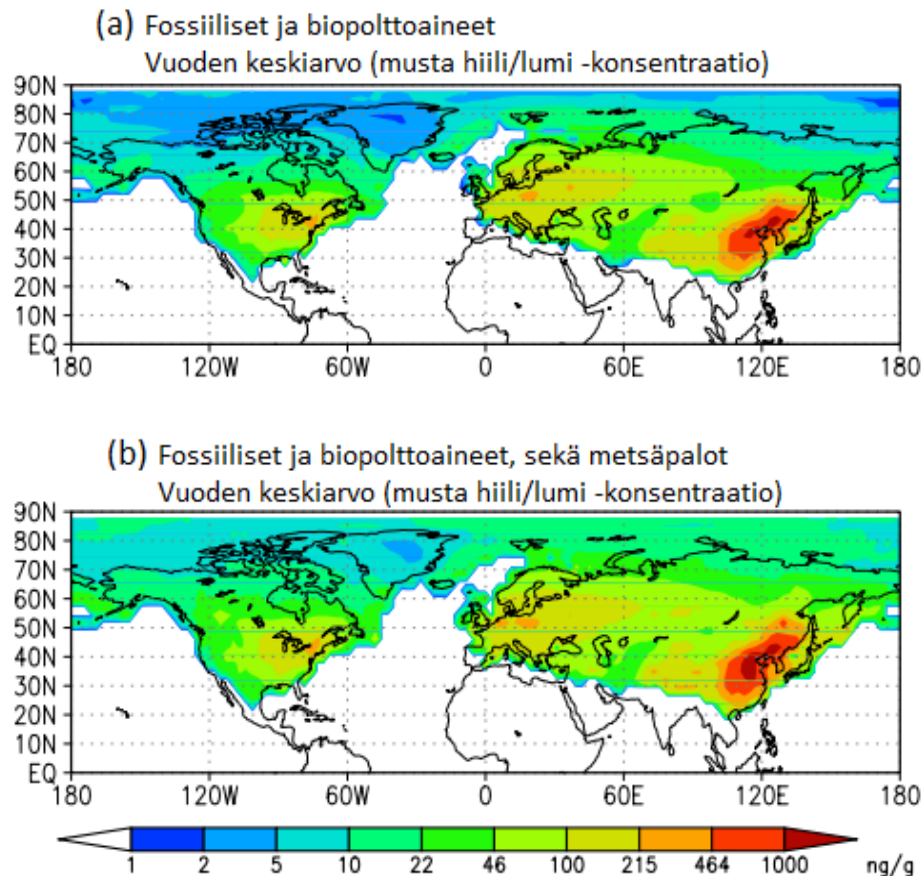
Erityisesti kevätkuukausina mustan hiilen laskeumasta aiheutuneet heijastavuuden muutokset olivat voimakkaampia mantereisilla lumialueilla kuin muualla, muina vuodenaikoina (Flanner ym. 2007). IPCC:n viidennessä arviointiraportissa uusi arvo albedovaikutukselle oli $+0.04$ (0.02 – 0.09) $W m^{-2}$. Arvojen vaihteluväli riippui siitä, oliko heijastavana pintana mereinen jäätikkö, lumi mereisellä jäätiköllä, vai mantereinen lumipeite (Boucher ym. 2013).



Kuva 10. Mustan hiilen laskeuma lisää lumipeitteiden ja jäätiköiden absorptiokykyä varsinkin maapallon pohjoisosien lumi- ja jääalueilla (Bond ym. 2011). Kuvassa Bondin ym. (2011) tutkimuksessa käytetty CAM3-simulaatio mustan hiilen laskeuman vaikutuksesta lämmön imeytymiseen lumi- ja jääpeitteille (suomennettu).

Metsäpalojen hiiliemissiot näkyvät vuosittain globaalisti lumi- ja jääpeitteiden albedon muutoksissa. Flanner ym. (2007) arvioivat metsäpalojen huippuvuonna (1998) albedovaikutuksen nettosäteilypakotteeksi $+0.054$ ($0.007-0.13$) $W m^{-2}$, mikä oli hieman suurempi kuin heikompana vuonna (2001) saatu arvo $+0.049$ ($0.007-0.12$) $W m^{-2}$. Tutkimuksessa oli otettu huomioon hiilipäästöjen määrä, optiset ominaisuudet, lumen ikääntyminen, sulavesien mukana lumeen kulkeutunut hiili ja lumipeitteen pinta-alan vaihtelu. Flanner ym. (2007) totesivat mustasta hiilestä aiheutuneen albedonmuutoksen lämmittävän ilmastoa merkittävimmin arktisilla alueilla ($66.5-90^{\circ}N$), joilla lämpötilannousu oli runsaiden metsäpalojen vuonna (1998) $+1.61^{\circ}C$ ja $+0.50^{\circ}C$, kun metsäpaloja oli vähemmän (2001). Globaalilla tasolla albedovaikutukseen perustuva lämpötilannousu oli tarkasteluvuosina keskimäärin $+0.15^{\circ}C$ (1998) ja $+0.10^{\circ}C$ (2001). Kuvassa 11 nähdään vuoden 1998 metsäpalojen hiukkaspäästöjen erottuvan erityisesti pohjoisnapaseudun mustan hiilen laskeuman konsentraatioissa. Aivan napaseudulla ero on parhaimmillaan lähes 4-kertainen polttoaineperäiseen mustan hiilen laskeumaan verrattuna (Flanner ym. 2007).

Flannerin ym. (2008) Euraasiaa koskevassa raportissa todetaan lumipeitteiden sulamisen vauhdittuvan keväisin antropogeenisen hiukkasmaisen hiilen lämpöabsorption takia. Lumipinta-ala on pienentynyt seuratuilla alueilla, mutta Flanner ym. (2008) arvelevat, että jopa ¼ Euraasian sulaneesta lumipinnasta palautuisi, mikäli mustan ja epäorgaanisen hiilen polttoaineperäiset emissiot poistettaisiin kokonaan. Vuonna 2008 Euraasian keväinen lumipinta-ala oli enää 86 % vuoden 1979 arvioidusta lähtötilanteesta (Flanner ym. 2008).



Kuva 11. Kartalla Flannerin ym. (2007) mustan hiilen laskeuman konsentraatioista pohjoisen pallonpuoliskon lumi- ja jääalueilla vuonna 1998 (yksikössä ng mustaa hiiltä/g jäätä). Kohdan (b) metsäpaloemissiot pohjautuvat metsäpalojen huippuvuoden (1998) päästöarvioihin (Flanner ym. 2007) (suomennettu).

4 PÄÄSTÖLÄHTEITÄ

Ajantasainen emissiokartoitus ja ilmanlaadun muutoksien seuranta auttavat ilmastoa koskevien ennusteiden tekemisessä. Uusilla teknologioilla pyritään vähentämään mustan hiilen emissioita, mutta pienentyneet päästömäärät kompensoituvat energiankulutuksen lisääntyessä (Bond ym. 2013). Erilaisten polttoainekoostumusten, palamisolosuhteiden hapekkuuden ja lämpötilojen yhdistelmät määrittävät syntyvien emissioiden

hiilipitoisuuden. Korkea lämpötila ja happirikkaat olosuhteet ehkäisevät mustan hiilen hiukkasten muodostumista (Bond ym. 2013).

Keskimääräinen arvio mustan hiilen vuotuisista maailmanlaajuisista emissioista vaihtelee välillä 5700–18000 Gg vuodessa (Bond ym. 2013). Antropogeenisistä lähteistä päätyy ilmakehään enemmän mustan hiilen hiukkasia kuin luonnon lähteistä (kuva 14) (Boucher ym. 2013). Runsaita antropogeenisiä hiukkaslähteitä ovat dieselmoottorit, teollisuus ja pienpoltto (Bond ym. 2013). Mustan hiilen hiukkasten massaosuus on yleensä paikallisesti alle 5 % kaikesta hetkellisestä aerosoliemissiosta. Kaupungeissa osuus voi olla keskimääräistä suurempi vilkkaamman liikenteen takia (Boucher ym. 2013).

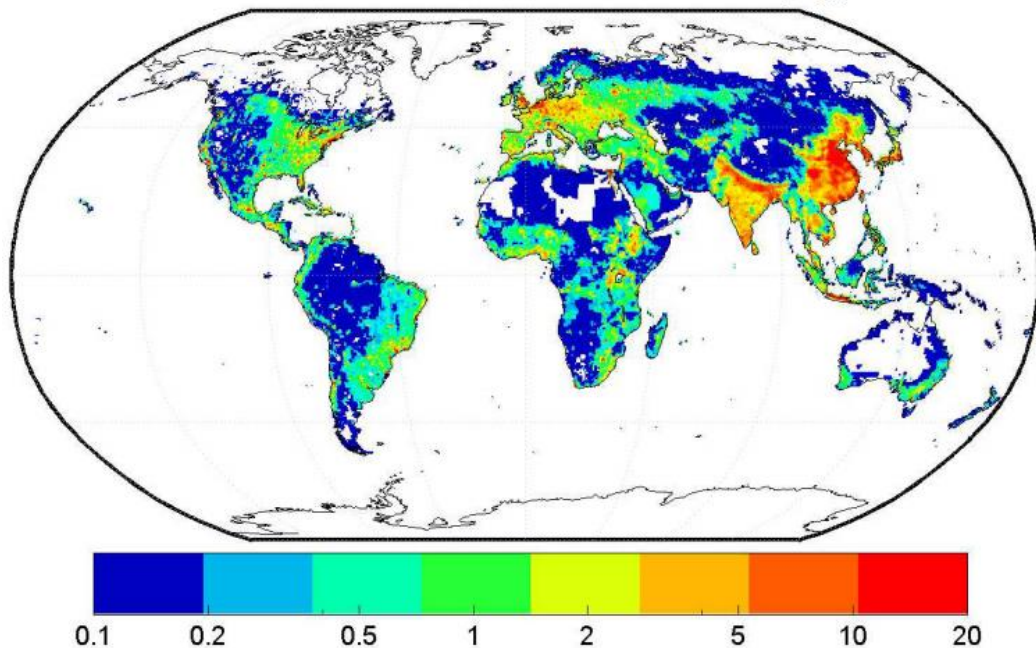
Bond ym. (2013) arvioivat vuoden 2000 mustan hiilen kokonaispäästömääräksi (sisältäen antropogeeniset ja luonnon hiukkaslähteet) 7530 Gg (epävarmuusvälillä 2020–28 800 Gg). Tästä suuri antropogeeninen osuus oli peräisin Kiinasta ja Intiasta (taulukko 2) (kuva 12). Kaakkois- ja Itä-Aasian, sekä Itä-Euroopan runsaat antropogeeniset hiukkaslähteet näkyvät selkeinä kuvassa 12. Lamarque ym. (2010) arvioivat antropogeenisen mustan hiilen päästön osuudeksi 5020 Gg vuodessa (vuonna 2000), se on melko yhdenmukainen IPCC:n 2013 raportin kokonaisemission arviolle 4800 Gg (taulukko 2).

Mustan hiilen päästölähteet voidaan jakaa neljään suureen emissiokategoriaan, jotka ovat: biomassan palaminen, pienpoltto, liikenne ja teollisuus (kuva 13). EPA:n (2012) kartoituksen perusteella kaikesta maailmanlaajuisesta mustan hiilen emissiosta 35.5 % on peräisin biomassan palamisesta. Toiseksi suurin päästölähde on pienpoltto (25.1 %), joka sisältää esimerkiksi yksityisten puu-, lanta- tai hiililämmitteisten liesien ja lämmityskattiloiden savukaasuemissiot. Liikenteen emissiot (19.0 %) ovat lähes yhtä suuret kuin teollisuuden (19.3 %), mutta teollisuuden päästöt pitävät sisällään myös osan ei-liikennekäyttöisten ajoneuvojen emissioista (EPA 2012).

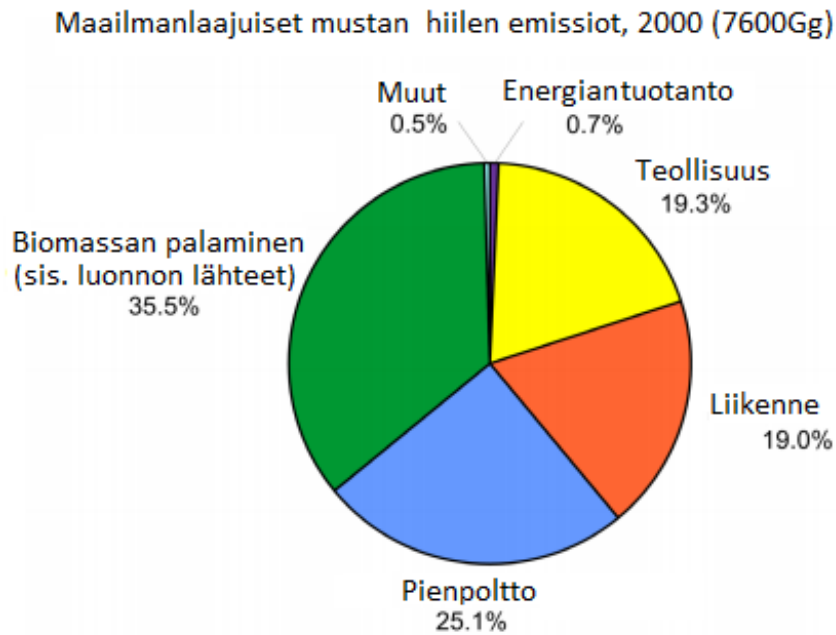
Taulukko 2. Mustan hiilen antropogeeniset emissiot vuonna 2000 alueittain. Minimi- ja maksimiarvot ovat tutkimustenvälisiä vähimmäis- ja enimmäisarvoja (Boucher ym. 2013).

Alue	Mustan hiilen emissio (Gg/vuosi)		
	Keskiarvo	Minimi	Maksimi
Yhteensä	4800	3600	6000
Länsi-Eurooppa	400	300	400
Keski-Eurooppa	100	100	200
Entinen Neuvostoliitto	300	200	400
Lähi-itä	100	100	200
Pohjois-Amerikka	400	300	400
Keski-Amerikka	100	100	100
Etelä-Amerikka	300	200	300
Afrikka	500	400	600
Kiina	1200	700	1500
Intia	700	500	1000
Muu Aasia	600	500	700
Oseania	30	30	40
Kansainvälinen kuljetus	100	100	100

Mustan hiilen emissiot vuonna 2000 (Gg)



Kuva 12. Antropogeenisten mustan hiilen emissioiden alkuperäalueet, vuoden 2000 estimaatteihin pohjautuen (EPA 2012; Bond ym. 2007).

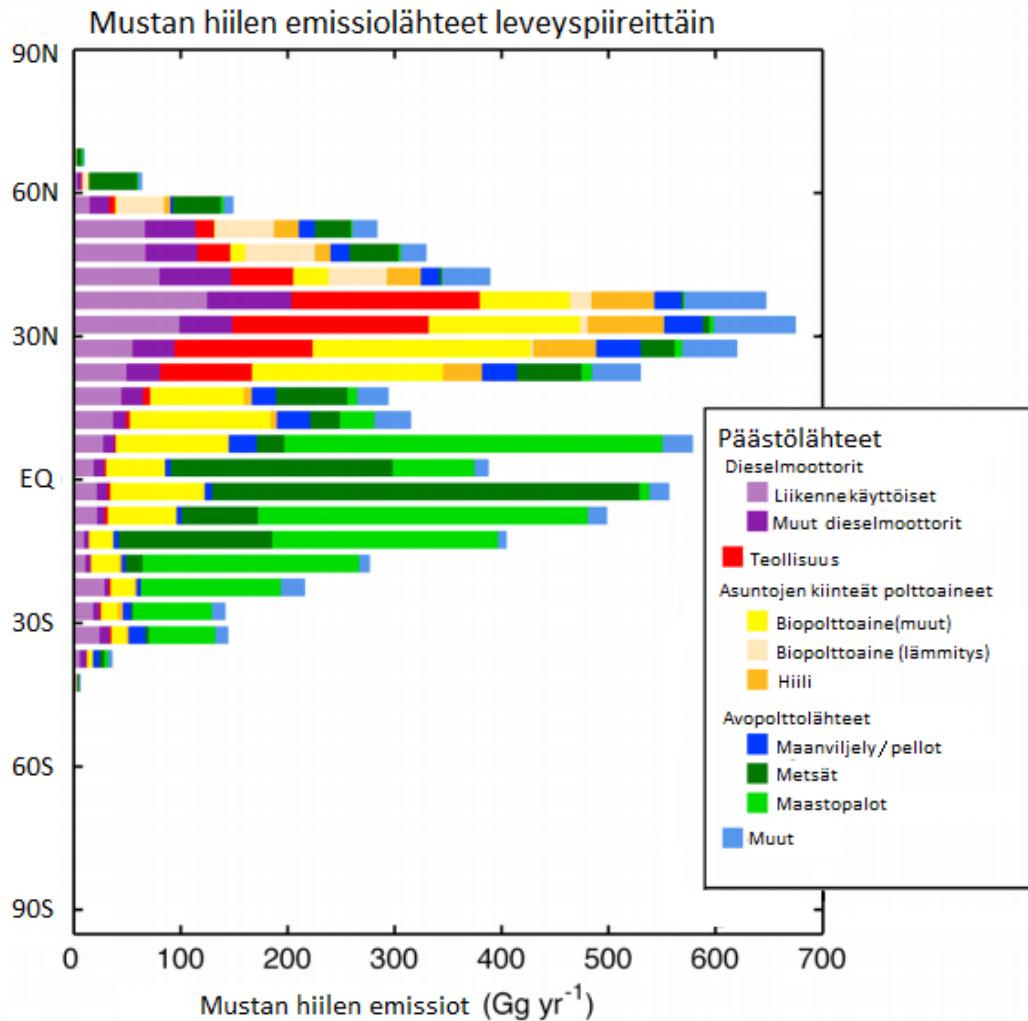


Kuva 13. EPA:n 2012 julkaisun ympyrädiagrammi maailmanlaajuisista mustan hiilen emissioista päästölähteittäin. Tiedot: Lamarque ym. (2010) (suomennettu).

4.1 Liikenne

Liikenteen mustan hiilen päästöt kattavat globaalisti n. 19.0 % kaikesta mustan hiilen emissiosta (kuva 13) (EPA 2012). Noin 94 % fossiilisten polttoaineiden mustan hiilen päästöistä tuotetaan pohjoisella pallonpuoliskolla (Cooke ym. 2002). Liikennekäyttöisten ajoneuvojen diesel- ja bensiinimoottoreiden päästöt sisältävät monia hiilipitoisia yhdisteitä. Sekundäärisesti muodostuvien kaasumaisten orgaanisten hiiliyhdisteiden lisäksi polttoprosesseista vapautuu myös primääristä mustaa hiiltä sellaisenaan (May ym. 2014). Mayn ym. (2014) liikennekäyttöisten ajoneuvojen pakokaasuja käsittelevän tutkimuksen mukaan dieselajoneuvojen päästöt voivat sisältää yli 200 erilaista orgaanisen hiilen yhdistettä.

Moottorin kierrosluku on yhteydessä hiilimäisten pienhiukkasten emissioon: suodattimettomissa dieselajoneuvoissa (non-DPF) mustan hiilen osuus emissiossa lisääntyy n. 70 % aiemmasta, kun ajoneuvon kierroslukua kasvatetaan. Hiukkassuodattimen (DPF) käyttö dieselmoottorin yhteydessä vähentää merkittävästi erityisesti mustan hiilen määrää: ilman suodatinta n. 200 mg polttoainepainokiloa kohden ja suodattimen kanssa n. 1 mg polttoainepainokiloa kohden. (May ym. 2014).



Kuva 14. Mustan hiilen emissioiden alkuperä leveyspiireittäin tarkasteltuna (Bond ym. 2013) (suomennettu).

4.2 Biomassan palaminen

Luonnon biomassan palamisessa vapautuneen hiukkasmaisen mustan hiilen määrä on Lamarquen ym. (2010) mukaan n. 2610 Gg vuodessa (vuonna 2000), mikä tekee siitä yksistään globaalisti merkittävimmän mustan hiilen pienhiukkasten emissiolähteen (kuva 12) (EPA 2012). Biomassan palaessa ilmakehään vapautuu myös suuri määrä hiilidioksidia, hiilimonoksidia, sekä vesihöyryä (taulukko 3) (NRC 2004). Vaikka biomassan palamisen nettohiilihiukkaspäästöt ovat suuria, ei metsäpalojen palamistuotteiden mustan hiilen massaosuus ole kuitenkaan enempää kuin n. 0.02 % (taulukko 3). Kosteus, karikkeen ja elävän biomassan määrä paloalueella, sekä palamisolosuhteet vaikuttavat palamisen täydellisyyteen ja siten hiukkaspäästöihin. Kuivempi biomassa ja karike palavat paremmin kuin kostea ja elävä materiaali (Bond ym. 2013). Luonnon tulipaloissa happi-polttoainesuhde ei ole kontrolloitavissa, sillä happea on saatavilla ylimäärin, siksi syntyvien hiukkaspäästöjen arvioissa esiintyy paljon epätarkkuutta (Bond ym. 2013).

Metsäpalojen mustan hiilen emissiot ovat suuria erityisesti päiväntasaajan tienoilla (kuva 14) (Bond ym. 2013).

Taulukko 3. Metsäpaloemissioiden massakoostumus. Massat ovat yksikössä (g emissiota / kg palanutta polttoainetta) (NRC 2004).

Emissio	Massa	%
Hiilidioksidi (CO ₂)	1564.8	71.44
Hiilimonoksidi (CO)	120.9	5.52
Orgaaninen hiili	5.2	0.24
Musta hiili	0.4	0.02
Muut pienhiukkaset	16.0	0.73
Typen oksidit (NO _x)	8.5	0.39
Metaani (CH ₄)	5.9	0.27
VOC	5.2	0.24
Vesi (H ₂ O)	459.2	20.97

4.3 Pienpolttolähteet

Vuoden 2000 päästömäärien perusteella n. ¼ kaikista globaaleista mustan hiilen hiukkaspäästöistä oli peräisin asumusten pienpoltosta, kuten takan lämmittämisestä, pienistä tulipesistä (EPA 2012). Maailmanlaajuisesti n. 60–80 % kaikesta pienpolttopäästöstä on tuotettu Afrikan ja Aasian alueilla. Näillä alueilla kodeissa käytetään edelleen kiinteillä biopolttoaineilla toimivia liesiä ja lämmityskattiloita, jotka tuottavat ilmakehään runsaasti hiilen pienhiukkasia (Bond ym. 2013).

5 JOHTOPÄÄTÖKSET

Hiukkasmainen musta hiili lämmittää ilmastoa sekä suorasti että epäsuorasti. IPCC:n viidennen arviointiraportin tietojen mukaan sen suoran absorptio-aikaansaama säteilypakote on +0.4 (0.05–0.8) W m⁻², kun taas kaikkien ilmakehän aerosolien yhteenlaskettu nettosäteilypakote on negatiivinen: -0.35 (-0.85–0.15) W m⁻² (Boucher ym. 2013). Hiilihiukkasten lämmittävä vaikutus vaihtelee alueittain hiukkaskuormituksen ajallisen vaihtelun mukaan (Karttunen ym. 2008). Myös partikkelien morfologian ja absorptiokyvyn välillä tunnetaan yhteys, jonka mukaan rakenteeltaan tiiviimpien hiukkasten on huomattu absorboivan säteilyä huokoisia hiukkasia heikommin (Scarnato ym. 2013). Orgaanisten hiiliyhdisteiden absorptio- ja sirontaominaisuudet riippuvat hiukkaskoostumuksen sekoittumisasteesta ja nestemäisten elementtien osuuksista

molekyyleissä (Boucher ym. 2013). Aerosolimuotoisten aineiden käyttäytymistä ilmakehässä on vaikeaa ennustaa monien epävarmuuksien takia, minkä vuoksi on kehitetty erilaisia aerosoli-ilmastomalleja kuvaamaan mahdollisia muutosskenaarioita.

Musta hiili vaikuttaa ilmakehän lämpötilaan myös epäsuorasti heikentämällä lumi- ja jääpeitteiden heijastuskykyä ja kiihdyttäen samalla niiden sulamista. Mustan hiilen laskeuma tummentaa lumi- ja jääpeitteitä, vähentämällä näin takaisin avaruuteen heijastuvan säteilyn määrää (Boucher ym. 2013). Sulamista tapahtuu, kun hanki absorboi tummumisen johdosta aiempaa enemmän säteilyä. Seurauksena hiilihiukkaset kasautuvat lumen pintakerrokseen, mikä edistää albedon tummumisesta aiheutuvaa lämpöabsorptiota entisestään. Kinoksen sulaessa kokonaan, lämpöä absorboivaa maapinta-alaa vapautuu näkyviin, jolloin lämpöä sitoutuu maahan ja maapallon vastaanottama kokonaissäteily määrä kasvaa (Flanner ym. 2007). IPCC:n viidennen arviointiraportin säteilypakote mustan hiilen epäsuoralle albedovaikutukselle oli +0.04 (0.02–0.09) W m⁻² (Boucher ym. 2013).

Valtaosa mustan hiilen aerosoliemissiosta tuotetaan pohjoisella pallonpuoliskolla, mikä todettiin useassa leveyspiireittäisiä mustan hiilen emissioita käsittelevässä, tutkimuksessa (Cooke ym. 2002; Bond ym. 2013). Pystysuuntaisesti tarkasteltuna emissioista n. 66–73 % sijaitsee troposfäärin alaosissa (n. 1000–700 hPa) maanpinnan ja päästölähteiden lähellä (Cooke ym. 2002). Mustan hiilen hiukkaskuorman globaaleissa keskiarvoissa esiintyi vaihtelua välillä 0.11–0.53 mg m⁻² (Bond ym. 2013). Suurimmat mustan hiilen emissiot tulivat Kiinasta (n. 1200 Gg vuodessa) (Boucher ym. 2013) ja muita runsaita päästöjen alkuperäalueita ovat Intia, Kaakkois-Aasia, Keskinen Afrikka ja Itä-Eurooppa (Boucher ym. 2013). Itse päästölähteissä oli havaittavissa neljä suurta emissiokategoriaa, jotka olivat suuruusjärjestyksessä: Biomassan palaminen (35.5 %), pienpoltto (25.1 %), teollisuus (19.3 %) ja liikenne (19.0 %) (EPA 2012), joista kuitenkin saatettiin päätellä, että suurin osa mustan hiilen pienhiukkaspäästöistä maailmalla on peräisin erilaisista antropogeenisistä lähteistä (Boucher ym. 2013).

LÄHDELUETTELO

- Andreae, M.O. & Gelencsér, A. 2006: Black carbon or brown carbon? The nature of light-absorbing carbonaceous aerosols – *Atmospheric Chemistry and Physics* 6: 3131 – 3148.
- Bond, T.C., Habib, G. & Bergstrom, R.W. 2006: Limitations in the enhancement of visible light absorption due to mixing state – *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111: D20211.

- Bond, T.C., Bhardwaj E., Dong R., Jogani R., Jung S., Roden C., Streets D.G. & Trautmann. N.M. 2007: Historical emissions of black and organic carbon aerosol from energy-related combustion – *Global Biogeochemical Cycles* 21: GB2018, 1850-2000.
- Bond, T.C., Zarzycki, C., Flanner, M.G. & Koch, D.M. 2011: Quantifying immediate radiative forcing by black carbon and organic matter with the Specific Forcing Pulse – *Atmospheric Chemistry and Physics* 11: 1505 – 1525.
- Bond, T.C., Doherty, S.J., Fahey, D.W., Forster, P.M., Berntsen, T., DeAngelo, J., Flanner, M.G., Ghan, S., Kärcher, B., Koch, D., Kinne, S., Kondo, Y., Quinn, P. K., Sarofim, M.C., Schultz, M.G., Schulz, M., Venkataraman, C., Zhang, H., Zhang, S., Bellouin, N., Guttikunda, S.K., Hopke, P.K., Jacobson, M.Z., Kaiser, J.W., Klimont, Z., Lohmann, U., Schwarz, J.P., Shindell, D., Storelvmo, T., Warren, S.G. & Zender, C.S. 2013: Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment – *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118: 5380 – 5552.
- Boucher, O., Randall, D., Artaxo, P., Bretherton, C., Feingold, G., Forster, P., Kerminen, V.-M., Kondo, Y., Liao, H., Lohmann, U., Rasch, P., Satheesh, S.K., Sherwood, S., Stevens, B. & Zhang, X.Y. 2013: Clouds and Aerosols. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M. Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. & Midgley, P.M.(eds.)] –Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Collins, W.D., Rasch, P.J., Boville, B.A., Hack, J.J., McCaa, J.R., Williamson, D.L., Briegleb, B.P., Bitz, C.M., Lin, S.-J. & Zhang, M. 2006: The Formulation and Atmospheric Simulation of the Community Atmosphere Model Version 3 (CAM3) – *Journal of Climate* 19: 2144 – 2161.
- Cooke, W.F., Ramaswamy, V. & Kasibhatla, P. 2002: A general circulation model study of the global carbonaceous aerosol distribution – *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 107: AAC 10-1–ACL 9-9.
- EPA 2012: Report to Congress on Black Carbon – Chapter 4. Publication No. EPA- 450/R-12-001. U.S. Environmental Protection Agency. (<http://epa.gov/blackcarbon/>).
- Flanner, M.G., Zender, C.S., Randerson, J.T. & Rasch, P.J. 2007: Present-day climate forcing and response from black carbon in snow – *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 112: D11202
- Flanner, M.G., Zender, C.S., Hess, P.G., Mahowald, N.M., Painter, T.H., Ramanathan, V. & Rasch, P.J. 2008: Springtime warming and reduced snow cover from carbonaceous particles – *Atmospheric Chemistry and Physics* 9: 2481 – 2497.
- Hinds, W.C. 1999: *Aerosol Technology – Properties, behavior, and measurement of airborne particles*. 483 s. –John Wiley & Sons, New York.
- Houghton, J. 2004: *Global Warming – The Complete Briefing*. 351 s. –Cambridge University Press, Cambridge.
- Housecroft, C.E. & Sharpe, A.G. 2008: *Inorganic Chemistry*. 1098 s. –Pearson Education Limited, Harlow.
- Jones A., Haywood, J.M. & Boucher, O. 2007: Aerosol Forcing, climate response and climate sensitivity in the Hadley Centre climate model – *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 112: D20211.

- Karttunen, H., Koistinen J., Saltikoff E. & Manner O. 2008: Ilmakehä, sää ja ilmasto 497 s.
- Kulmala, M., Vehkamäki, H., Petäjä, T., Dal Maso, M., Lauri, A., Kerminen, V.M., Birmili, W. & McMurry, P.H. 2004: Formation and growth rates of ultrafine atmospheric particles: a review of observations – *Aerosol Science* 35: 143 – 176.
- Lamarque, J.-F., Bond, T.C., Eyring, V., Granier, C., Heil, A., Klimont, Z., Lee, D., Liousse, C., Mieville, A., Owen, B., Schultz, M.G., Shindell, D., Smith, S.J., Stehfest, E., Van Aardenne, J., Cooper, O.R., Kainuma, R., Mahowald, N., McConnell, J.R., Naik, V., Riahi, K. & van Vuuren, D.P. 2010: Historical (1850–2000) gridded anthropogenic and biomass burning emissions of reactive gases and aerosols: methodology and application – *Atmospheric Chemistry and Physics* 10: 7017 – 7039.
- Li, J., Pósfai, M., Hobbs, P.V. & Buseck, P.R. 2003: Individual aerosol particles from biomass burning in southern Africa: 2. Compositions and aging of inorganic particles – *Journal of Geophysical Research* 108: D13, 8484.
- Martins, J.V., Hobbs, P.V., Weiss, R.E & Artaxo, P. 1998: Sphericity and morphology of smoke particles from biomass burning in Brazil – *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 103: 32051 – 32057.
- May, A.A., Nguyen, N.T., Presto, A.A., Gordon, T.D., Lipsky, E.M., Karve, M., Gutierrez, A., Robertson, W.H., Zhang, M., Brandow, C., Chang, O., Chen, S., Cicero-Fernandez, P., Dinkins, L., Fuentes, M., Huange, S., Ling, R., Long, J., Maddox, C., Massetti, J., McCauley, E., Miguel, A., Na, K., Ong, R., Pang, Y., Rieger, P., Sax, T., Truong, T., Vo, T., Chattopadhyay, S., Madonado, H., Maricq, M.M. & Robinson, A.L. 2014: Gas- and particle-phase primary emissions from in-use, on-road gasoline and diesel vehicles – *Atmospheric Environment* 88: 247 – 260.
- Moosmüller, H., Chakrabarty, R.K. & Arnott, W.P. 2009: Aerosol light absorption and its measurement: A review – *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer* 110: 844 – 878.
- Myhre, G., Samset, B.H., Schulz, M., Balkanski, Y., Bauer, S., Berntsen, T.K., Bian, H., Bellouin, N., Chin, M., Diehl, T., Easter, R.C., Feichter, J., Ghan, S.J., Hauglustaine, D., Iversen, T., Kinne, S., Kirkevåg, A., Lamarque, J.-F., Lin, G., Liu, X., Lund, M.T., Luo, G., Ma, X., van Noije, T., Penner, J.E., Rasch, P.J., Ruiz, A., Seland, Ø., Skeie, R.B., Stier, P., Takemura, T., Tsigaridis, K., Wang, P., Wang, Z., Xu, L., Yu, H., Yu, F., Yoon, J.-H., Zhang, K., Zhang, H. & Zhou, C. 2013a: Radiative forcing of direct aerosol effect from AeroCom Phase II simulations – *Atmospheric Chemistry and Physics* 13: 1853 – 1877.
- Myhre, G., Shindell, D., Bréon, F.-M., Collins, W., Fuglestvedt, J., Huang, J., Koch, D., Lamarque, J.-F., Lee, D., Mendoza, B., Nakajima, T., Robock, A., Stephens, G., Takemura, T. & Zhang, H. 2013b: Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. & Midgley, P.M. (eds.)] Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- NRC (National Research Council) Committee on Air Quality Management in the United States, Board on Environmental Studies and Toxicology, Board on Atmospheric Sciences and Climate, Division on Earth and Life Studies 2004: *Air Quality Management in the United States* 426s. –National Academies Press, Washington, DC,

USA.

- Scarnato, B.V., Vahidinia, S., Richard, D.T. & Kirchstetter, T.W. 2013: Effects of internal mixing and aggregate morphology on optical properties of black carbon using a discrete dipole approximation model – *Atmospheric Chemistry and Physics* 13: 5089 – 5101.
- Shapiro, E.L., Szprengiel, J., Sareen, N., Jen, C.N., Giordano, M.R. & McNeill, V.F. 2009: Light-absorbing secondary organic material formed by glyoxal in aqueous aerosol mimics – *Atmospheric Chemistry and Physics* 9: 2289–2300.